干旱区地理
ARID LAND GEOGRAPHY

doi:10.12118/j.issn.1000-6060.2019.04.19

柴达木盆地西台吉乃尔盐湖沉积的年代学研究①

王懿萱[1,2,3]， 陈天源[1,2,3]， 吴 蝉[4]， 赖忠平[5]， 郭守栋[6]， 丛 禄[1,2,3]
（1 中国科学院西北生态环境资源研究院，甘肃 兰州 730000； 2 中国科学院青海盐湖研究所，青海 西宁 810008；
3 中国科学院大学，北京 100049； 4 青海五元盐湖生产力促进有限公司，青海 格尔木 816000；
5 中国地质大学（武汉），湖北 武汉 430074； 6 青海省第三地质矿产勘查院，青海 西宁 810029）

摘 要：柴达木盆地中部西台吉乃尔盐湖成因及其年代框架还存在争议。通过应用光释光测年法（OSL）和放射性碳测年法（AMS^{14}C）测定两支分别来自该盐湖中部及东部边缘区域的岩芯，获得4个OSL和5个AMS^{14}C年代数据。结果表明：（1）对于老于30 ka的样品放射性碳测年法存在明显的年代低估，而对于年轻样品则存在约4.0 ka的碳库效应，相对而言光释光测年方法具有一定的合理性。（2）两支岩芯顶部粉砂质粘土层形成于约0.3 ka，中部含粉砂质粘土盐层形成于大约4.0 ka，底部粉砂质粘土层则至少形成于70 ka之前。

关 键 词： 柴达木盆地；西台吉乃尔盐湖；年代学；光释光测年；放射性碳测年
文章编号： 1000-6060(2019)04-0876-09(0876～0884)

柴达木盆地是青藏高原北部最大的干旱盆地，盆地内因盛产铁矿、铜矿、锡矿、盐矿、油气等多种矿产资源而被誉为“聚宝盆”。在盆地的东南部分布着大量的盐湖沉积，这些盐类沉积区域是我国重要的化工原料基地之一。盆地边缘主要分布河流冲洪积扇，在冲洪积扇的边缘往往分布着终闾湖，位于柴达木盆地中部的西台吉乃尔盐湖就是其中之一（图1）。西台吉乃尔盐湖矿区富含锂、钾和硼等多种具有经济利用价值的资源[1]。

对于西台盐湖的化学特征及其水文特征等已有较为详尽的研究报道[1-8]，但是关于西台盐湖的具体成因及其形成年代的研究却很少，年代数据的缺乏不但严重限制了对盐湖形成演化过程的理解，而且也制约了对盐湖有利组分沉积时间和不同沉积事件对盐湖资源所产生影响的研究。ZENG 等[9]人在西台盐湖岸边240 cm深的XT剖面中测试了两个光释光年代样品和9个放射性碳测年样品（表1），认为该剖面中的9个放射性碳测年结果均存在明显的低估，两种测年方法所得的年代结果均表明西台地区遭受到了明显的侵蚀作用。朱允铸等[10]研究了三湖地区成因及其形成时代，认为在晚更新世晚期以前三湖地区与察尔汗盐湖是统一的淡水滨浅湖，而后期的强烈的新构造运动导致三湖地区逐步与察尔汗盐湖分离，并在那陵格勒河流域冲积扇末端分别形成终闾湖。他们基于^{14}C年代及其他钻孔研究认为三湖地区在距今约15 ka BP开始逐步形成盐湖并沉积上、下盐层，而其储量巨大的盐矿物质则源于那陵格勒河上游构造活动的温泉热液补给。张辉等[11]根据钻孔沉积物的^{14}C年代认为与西台盐湖相临近的东台盐湖的上部盐层形成于10 ka BP前，并推测底部盐层可能不会老于25 ka BP。对察尔汗盐湖的钻孔沉积物^{230}Th和AMS^{14}C对比分析认为察尔汗地区底层盐层的形成时代大约为50 ka[12]。黄麒等[13]对察尔汗沉积物开展了年代学研究，先后对CK2022、CK1083、CK826、CK5-80、CK3-80、CK1-81等钻孔开展了无机碳酸盐、有机物质和诺木洪贝壳堤贝壳的^{14}C年代学研究以及铀系年代学研究，认为察尔汗盐湖不同区段成盐期的起始年龄不同，其析盐年代（石盐层底板）约为25 ka BP，并指出^{13}C含量在察尔汗盐湖沉积物不同层段中差异较大，盐湖中的碳酸盐可能与老碳酸盐相互混合堆积，尤其是在石盐层之间的粉砂薄层中老碳酸盐含量较

① **收稿日期：** 2018-12-21； **修订日期：** 2019-03-22
基金项目： 青海省科技厅攻关项目（2014-GX-Q09）；中国科学院战略性先导科技专项（XDA2004010101）；国家自然科学基金项目（41671006）
作者简介： 王懿萱（1986-），女，博士，研究方向为第四纪环境与光释光年代学. E-mail：yixuanwang@isl.ac.cn
通讯作者： 陈天源（1990-），男，博士，研究方向为第四纪环境与光释光年代学. E-mail：chen.tianyuan@foxmail.com

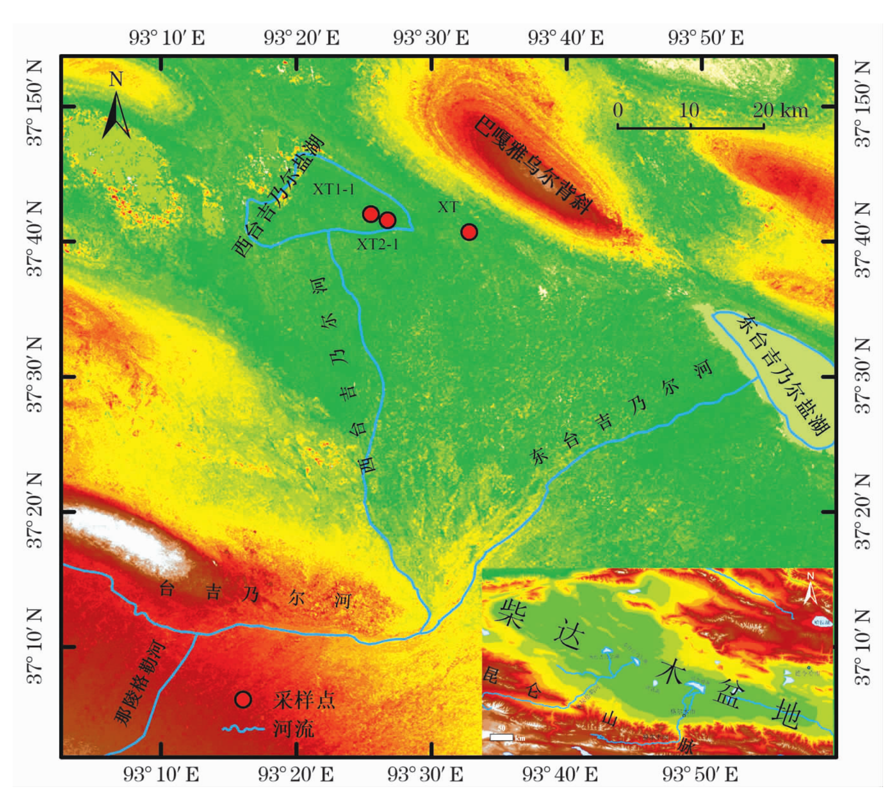


图 1 西台吉乃尔盐湖地理位置及钻孔和剖面分布图

Fig. 1 Geographic setting of the Xitaijinair salt lake and distribution of the coring sites

高,受到碳库效应的影响,该区域年代与层位出现倒置现象。梁青生等[14]研究了察尔汗盐湖达布逊及别勒滩一带盐类沉积的形成时代,通过对比分析钻孔样品的^{14}C和^{230}Th年代结果,认为达布逊区段最早成盐年代为50 ka左右,并分别在36 ka、30 ka、18 ka左右发育盐层,而别勒滩最早沉积的盐层则比达布逊最早成盐期晚约20 ka。

这些已有的年代学工作对我们了解西台盐湖的形成和演化具有重要的参考价值,但是多数研究数据都来自临近区域,且上述诸多测年方法所得年代结果之间存在较大的差别,缺乏来自西台盐湖的直接年代证据,这给正确理解西台盐湖形成与演化带来了一定的困难。准确的年代学数据对西台吉乃尔盐湖不但具有揭示其形成与演化过程的理论意义,也具有为进一步利用盐湖资源提供参考数据的现实意义。本文用光释光测年法和放射性碳测年法对比测定了两支来自西台盐湖的岩芯年代,并据此探讨两种测年法在盐湖沉积物中的适用性及西台盐湖形成与演化的时间框架。

1 研究区概况

西台吉乃尔盐湖是发育在柴达木盆地中部的构造断陷湖泊,因富含钾、锂、硼等多种宝贵组分而成为柴达木盆地重要的化工原料基地。该盐湖湖盆(93°13′~93°34′E,37°33′~37°53′N)整体位于青海海西州大柴旦镇境内,平均海拔为2 680 m,矿区面积约为560 km^2,属于那陵格勒河流西台吉乃尔支流的终闾湖泊[3-5,8]。西台湖盆内沉积厚约20 m的晚更新以来的含盐岩系沉积物,主要以冲积相粘土和湖相盐类沉积为主,盆地边缘主要以湖相砂质泥岩和砂质粘土沉积为主[15]。从形态上看,该湖盆呈近似三角形,其长约为17 km,宽约为15 km,湖盆面积约为150 km^2。据以往调查显示盆地前缘发育隐伏断层与巴嘎雅乌尔背斜构造[16]。获取的两支岩芯位于西台吉乃尔盐湖中部和东部(图1)。

2 研究方法

2.1 样品采集与剖面特征

钻取的岩芯直径为13 cm,在岩芯中寻找富含石英颗粒的层位,现场将(直径8 cm ,长25 cm)不锈钢采样管垂直打入岩芯正中部,取出后用棉花及胶布封堵采样管两端,标记样品号后带回实验室进行实验分析。此次采样,共在两个钻孔中采集了5个光释光测年样品及5个AMS^{14}C样品用于年代学

的测定，AMS^{14}C 样品与光释光样品在深度上分别大致对应。

此次共获取两个钻孔的岩芯进行研究，其中钻孔 XT1－1 位于西台吉乃尔盐湖东部已经干涸的湖盆上面(37°42′02.3″N，东经：93°25′31.2″E)，获取岩芯总长约 19 m，钻孔孔口标高为 2 680.5 m，在 4.1 m 处可见地下水水位。整体上岩芯可大致分为 5 个层位，第一层为厚约 0.4 m 的白色盐壳；第二层厚约 2.4 m 以黄褐色粉砂质粘土为主；第三层为厚约 5.2 m 的青灰色含砂石盐层，上部 4.2 m 以中粗粒石盐为主，下部 1 m 以细粒石盐为主；第四层厚约 9.0 m 以灰白色中粗粒石盐为主，上部 6.4 m 以含粉砂质粘土的中粗粒石盐为主，下部 2.6 m 以灰白色大颗粒石盐为主；第五层为厚约 2.0 m 的黄褐色粉砂质粘土。

钻孔 XT2－1 位于西台吉乃尔盐湖靠近东部边缘的干涸湖盆(37°41′35.1″N，93°26′45.3″E)，获取岩芯长约 17 m，钻孔孔口标高为 2 680.1 m，在 3.9 m处可见地下水水位。整体上该岩芯可大致分为 6 个层位，第一层为厚约 0.5 m 的白色盐壳；第二层为厚约 1.5 m 的黄褐色粉砂质粘土层；第三层为厚约 2.5 m 的青灰色含粉砂质粘土的石盐层，其上部 1.5 m 以中粗粒石盐为主，下部 1 m 以细粒石盐为主；第四层厚约 5.5 m 以灰白色石盐层为主，其上部 1 m 以灰白色大粒石盐为主，下部 4.5 m 以灰白色含少量粉砂质粘土的中粗粒石盐为主；第五层厚约 4 m 以红褐色含粉砂质粘土的细粒石盐为主；第六层厚约 3 m 以棕褐色粉砂质粘土为主，其顶部约 1 m 含少量细颗粒石盐。两支岩芯具体特征、采样位置及测年结果如图 1、图 2 和表 1 所示。

2.2　实验方法

2.2.1　光释光样品前处理及上机测试　样品的前处理及上机测试均在中国科学院青海盐湖研究所盐湖化学分析测试中心光释光测年实验室中完成。首先，将采样管两端约 3 cm 可能曝光部分取出并保留，烘干研磨至粒径小于 30 μm 后送至中国原子能科学研究院运用中子活化法(Neutron Activation Analysis，NAA)进行样品放射性元素铀(U)、钍(Th)、钾(K)含量的测定。对于中颗粒组分的石英(38～63 μm)其 α 辐射的有效系数为 0.035±0.003[17]。宇宙射线的剂量率根据每个样品的海拔、埋藏深度及其经纬度综合考虑计算[18]。样品的实测含水率变化范围是 16%～20%，基于前人盐湖沉积物光释光年代学研究[9,19]和样品实测含水率，本研究统一选用 20%±5% 作为计算含水率(表 1)。最后，根据 Aitken(1985)提供的公式和参数计算年剂量率[20]。

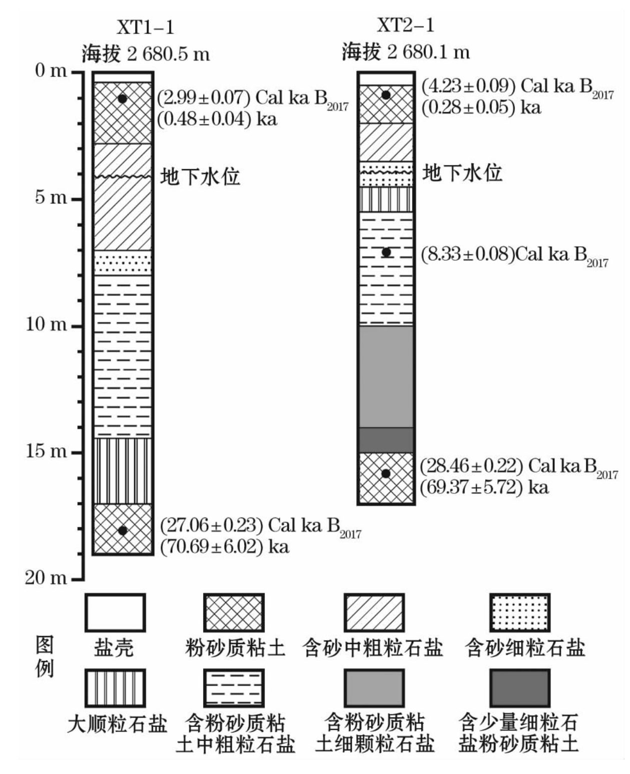


图 2　岩芯特征及测试年代

Fig. 2　Stratigraphy and ages of the two studied cores

将取出的中间未曝光部分样品先用10%的 HCl 除去其中的碳酸盐，再用 30% 的 H_2O_2 除去其中的有机质，然后湿筛剩余样品，提取 38～63 μm 和 90～125 μm 粒径组分的样品。对中颗粒组分(38～63 μm)用 35% 的 H_2SiF_6 浸泡约两周，以除去样品中的长石矿物[21]，对于粗颗粒组分(90～125 μm)用多钨酸钠重液分离出密度在 2.62～2.66 g·cm^{-3}之间的石英颗粒，然后用 40% 的 HF 处理约 1 h，除去长石矿物和石英颗粒表面受到 α 射线影响的部分，最后这两种粒径组分反应剩余部分加入 10% 的稀 HCl 以除去反应过程中产生的氟化物沉淀[22]。对于所得石英的纯度可以用红外检测的方法鉴别。红外信号(IRSL)较高的样品表明还有长石存在，重新用 H_2SiF_6 或 HF 处理，至红外信号消失或达到较低(*IRSL/OSL*＜10%)的水平[23]。

等效剂量的测试采用单片再生剂量法(Single Aliquot Regeneration，SAR)[22]。所使用的仪器型号为 Risφ TL/OSL－DA－20 全自动释光测年仪，仪器配有^{90}Sr/^{90}Y 放射源，辐射剂量率为 0.116 8 Gy·s^{-1}。对于石英样品，采用波长为(470±20)nm 的蓝

表 1　西台吉乃尔盐湖岩芯及剖面年代测试结果

Tab. 1　Chronologies of the cores and section from the Xitaijinair salt lake

钻孔及材料	野外编号	深度 / cm	MRA / a BP	^{13}C / ^{12}C(‰)	CRA / a BP	2σCalibration(95%) Cal / a BP	中间值 Cal / a BP	al / ka B_{2017}
XT1	XT1 – 1SC	100	2 680 ± 30	$\delta^{13}C$ = – 16.5	2 820 ± 30	2 995 – 2 855	2 925	2.99
(有机沉积物)	XT1 – 1XC	1 810	22 600 ± 90	$\delta^{13}C$ = – 21.1	22 660 ± 90	27 225 – 26 760	26 993	27.06
XT2	XT2 – 1SC	90	3 690 ± 40	$\delta^{13}C$ = – 19.5	3 780 ± 40	4 250 – 4 080	4 165	4.23
(有机沉积物)	XT2 – 1MC	710	7 370 ± 30	$\delta^{13}C$ = – 21.5	7 430 ± 30	8 340 – 8 180	8 260	8.33
	XT2 – 1XC	1 580	24 320 ± 100	$\delta^{13}C$ = – 23.0	24 350 ± 100	28 615 – 28 170	28 393	28.46
XT *	XT0	0	–	$\delta^{13}C$ = – 22.7	29 050 ± 25	33 015 – 33 563	33 289	33.36
(有机沉积物)	XT10	20	–	$\delta^{13}C$ = – 21.7	31 170 ± 100	34 735 – 35 343	35 039	35.11
	XT30	60	–	$\delta^{13}C$ = – 22.0	29 100 ± 80	33 017 – 33 640	33 329	33.4
	XT50	100	–	$\delta^{13}C$ = – 21.9	29 590 ± 90	33 566 – 33 984	33 775	33.85
	XT65	130	–	$\delta^{13}C$ = – 22.6	32 980 ± 110	36 515 – 37 615	37 065	37.14
	XT95	190	–	$\delta^{13}C$ = – 21.4	32 660 ± 100	36 238 – 36 898	36 568	36.64
	XT105	210	–	$\delta^{13}C$ = – 23.3	34 050 ± 45	38 354 – 38 758	38 556	38.63
	XT115	230	–	$\delta^{13}C$ = – 23.3	35 170 ± 120	39 341 – 40 127	39 734	39.8
	XT120	240	–	$\delta^{13}C$ = – 23.4	30 110 ± 90	33 891 – 34 407	34 149	34.22

样品号	海拔 / m	深度 / cm	粒度 / μm	K / %	Th / mg · L^{-1}	U / mg · L^{-1}	含水率 / %	De / Gy	剂量率 / Gy · ka^{-1}	年龄 / ka
XT1 – 1S	2 679	100	38 – 63	2.18 ± 0.09	9.10 ± 0.15	8.14 ± 0.11	20 ± 5	2.10 ± 0.08	4.39 ± 0.30	0.48 ± 0.04
XT1 – 1X	2 662	1 810	38 – 63	2.50 ± 0.08	11.30 ± 0.22	2.70 ± 0.10	20 ± 5	234.14 ± 9.86	3.31 ± 0.25	70.69 ± 6.02
XT2 – 1S	2 679	90	38 – 63	1.54 ± 0.06	5.27 ± 0.18	1.96 ± 0.09	20 ± 5	0.64 ± 0.09	2.27 ± 0.16	0.28 ± 0.04
XT2 – 1 – M	2 673	710	38 – 63/90 – 125	1.25 ± 0.06	4.32 ± 0.16	3.42 ± 0.10	20 ± 5	–	2.14 ± 0.17	–
XT2 – 1X	2 664	1580	38 – 63	2.53 ± 0.08	10.90 ± 0.15	2.52 ± 0.12	20 ± 5	227.11 ± 8.06	3.27 ± 0.24	69.37 ± 5.72
XT1 *	2 692	40	90 – 125	1.55 ± 0.06	6.35 ± 0.37	6.92 ± 0.33	10 ± 5	205.92 ± 12.99	3.55 ± 0.27	57.9 ± 5.7
XT6 *	2 690	190	90 – 125	1.63 ± 0.07	8.11 ± 0.50	3.03 ± 0.26	10 ± 5	195.42 ± 7.50	2.83 ± 0.22	69.1 ± 6.0

注:“ * ”引自 ZENG 等(2017)数据[9];“ – ”为未获得数据

光作为激发光源,在光电倍增管前放置一个厚 7.5 mm 的 U – 340 滤光片以检测 OSL 信号,检验长石组分所用的红外激光波长为 830 nm。蓝光测试 OSL 信号时,样品在 130 ℃激发 40 s。选取前 0.64 s 减去背景值后 8 s 的释光信号值建立生长曲线。

2.2.2　AMS^{14}C 样品前处理及测试　放射性碳测年的样品共有 5 个,均为粉砂质粘土。样品现场采集后送至美国 BETA 实验室进行 AMS^{14}C 年龄测试。对上述有机沉积物样品采用酸洗(Acid washes)的前处理方法,即首先将有机沉积物进行分散处理,以增加其表面积。然后,用 HCl 进行反复处理直到完全除去其中的碳酸盐。处理过程所用的试剂的化学浓度、温度、时间以及处理的次数取决于不同样品的特性及其污染程度。样品经过前处理后进行上机测试,测试结果详见表 1。

3　结果分析

3.1　光释光特性及其年代

对样品 XT1 – 1X 进行了预热坪实验(图 3),以选取合适的预热和激发温度来进行样品等效剂量的测定。实验过程中,对于自然和再生剂量的预热温度范围从 220 ~ 300 ℃,以间隔 20 ℃增温方式,预热速率为 5 ℃ · s^{-1},持续 10 s。对于实验剂量的预热温度在所有的检测程序中都保持在 220 ℃,持续 10 s。在每个预热温度下,使用 4 个片子计算样品的等效剂量平均值。结果如图 3 所示,在 240 ~ 280 ℃出现了一个坪区,最终 SAR 法的预热温度选定为 260 ℃,实验剂量的预热温度为 220 ℃,作为检测所有样品等效剂量的检测条件。运用剂量恢复实验检验 SAR 程序测试等效剂量的可靠性[24]。对样品 XT1 – 1X 进行了剂量恢复实验,对 6 个晒退后的样片,给予与其平均等效剂量值相近的实验剂量(234 Gy)。检测的平均等效剂量值为 226.60 ± 1.16 Gy,给定剂量与检测剂量的比值为 1.03 ± 0.01,表明 SAR 程序测量等效剂量是可靠的。样品 XT1 – 1X 的光释光剂量响应曲线(图 4a)及其衰减曲线(图 4b)如图 4 所示,蓝光激发的 OSL 信号在最初的 2 s 内衰退到本底信号值,说明石英信号以快组分为主[25]。热转移效应通过零剂量与自然信号

的比值来检测,所有样品的热转移效应均小于3%,表明热转移效应可以忽略。循环比常被用来检测感量变化的校正效果,本研究中所有样品的循环比都在0.9~1.1的范围内。图5是样品XT2-1X的等

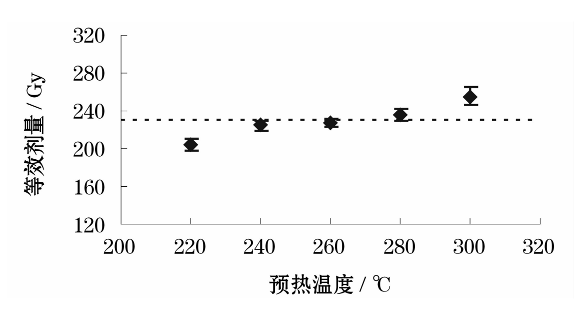


图3 样品XT1-1X预热坪实验

Fig. 3 Preheat plateau test for the sample XT1-1X

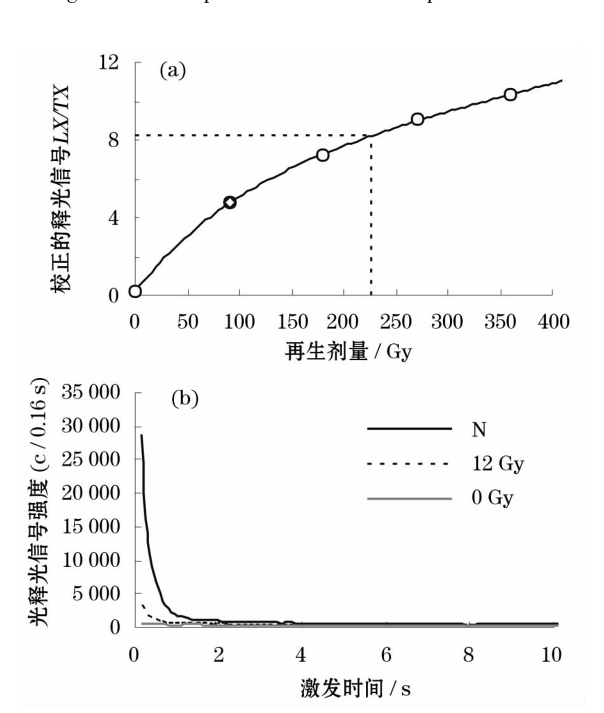


图4 样品XT1-1X的生长曲线(a)和衰减曲线(b)

Fig. 4 Growth curve(a) and Decay curve(b) for the sample XT1-1X

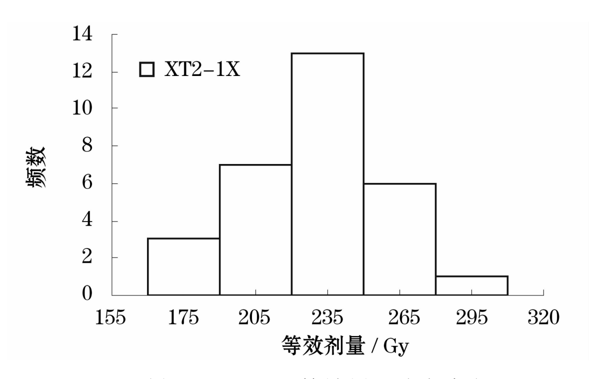


图5 样品XT1-1X等效剂量分布直方图

Fig. 5 Histogram of De distribution for sample XT2-1X

效剂量分布图,图形接近正太分布,表明样品晒退程度较好。

基于上述实验条件,在XT1-1钻孔中采集两个光释光样品和两个AMS^{14}C样品,光释光年代结果显示该钻孔底部粉砂质粘土至少形成于(70.69±6.02)ka,其顶部粉砂质粘土的形成时代为(0.48±0.04)ka,虽然该钻孔中部也曾出现含少量粉砂的石盐层位,但是中间层位所含石英太少,难以提取出可供测年的石英颗粒。在XT2-1钻孔中共采集3个光释光样品和3个AMS^{14}C样品,光释光年代结果显示该钻孔底部粉砂质粘土至少形成于(69.37±5.72)ka,其顶部粉砂质粘土层的形成时代为(0.28±0.04)ka。在该钻孔中部出现一层含有较多粉砂质粘土的石盐层,在该层位采集的光释光样品经前处理后,石英颗粒数量不足以用来上机测试。因此,XT2-1钻孔中间层位的光释光年代样品(XT2-1M)未能得出测试结果。

3.2 AMS^{14}C年代

在西台吉乃尔盐湖两个钻孔中采集粉砂质粘土作为样品进行有机沉积物的AMS^{14}C年龄测定,为了便于跟光释光年代进行对比讨论,特将所测得的AMS^{14}C年龄统一校正至距2017年的年代,并以cal ka B_{2017}表示(表1)。在XT1-1钻孔中顶部粉砂质粘土层的AMS^{14}C年龄为2.99 cal ka B_{2017},其底部年龄为27.06 cal ka B_{2017}。在XT2-1钻孔顶部粉砂层的AMS^{14}C年龄为4.23 cal ka B_{2017},中间含粉砂质粘土的石盐层中有机沉积物年龄为8.33 cal ka B_{2017},其底部粉砂质粘土层的年龄为28.46 cal ka B_{2017}。虽然与光释光年代结果相比同层位的AMS^{14}C年代结果相差较大,但是两种测年方法所得的年代结果均符合上下层位关系(图2)。

4 讨论

4.1 光释光年代与AMS^{14}C年代可靠性检验

4.1.1 AMS^{14}C年代与OSL年代对比 准确的年代学数据是揭示干旱区盐湖沉积与环境变化之间的关系的前提。但是由于在干旱半干旱区域缺乏植物残体等有机质而限制了^{14}C年代的应用,而光释光测年以干旱区最常见的石英和长石为测年物质,为干旱区研究发挥了重要的作用。相对AMS^{14}C测年方法而言,光释光测年法在干旱区具有可测材料多、

范围广、对沉积物直接定年等优势而被广泛应用。光释光测年法目前已被应用到罗布泊盐湖[19]、南非的卡拉哈里沙漠的盐湖[26]以及澳大利亚中部的路易斯盐湖[27]等干旱区盐湖的年代学研究中。在西台吉乃尔盐湖的两支岩芯的光释光年代中,XT1－1岩芯顶部粉砂质粘土层样品年龄为(0.48±0.04)ka,底部粉砂质粘土层样品年龄为(70.69±6.02)ka。在XT2－1岩芯中顶部粉砂质粘土层样品年龄为(0.28±0.04)ka,中部含粉砂质粘土的石盐层样品因经前处理后所含石英颗粒太少,而无法得出确切的光释光年代,该岩芯底部粉砂质粘土层样品年龄为(69.37±5.72)ka。在距离XT2－1钻孔直线距离约9 km的西台吉乃尔盐湖东北岸上(37°40′42.69″N,93°32′47.73″E),ZENG等[9]研究了一个深约2.5 m的剖面(图1),分别在0.4 m和1.9 m处采集了两个光释光样品XT1和XT6(表1),其中位于顶部的XT1样品年代为(57.9±5.7)ka,下部XT6样品的年代为(69.1±6.0)ka。从两支岩芯和剖面海拔对比来看,两支岩芯的钻孔口标高为2 680 m,而剖面顶部海拔为2 692 m。对比可以看出,两支岩芯底部粉砂质粘土层的光释光年代与剖面上部光释光样品年代都处于约70 ka,但是它们相应层位的相对高差达到30 m左右。

在干旱半干旱区的盐湖沉积物中矿物种类繁多,沉积过程复杂,用于放射性碳测年的材料往往会受到碳酸盐和有机化合物的影响。虽然有机碳的放射性碳测年结果往往较无机碳的更接近真实年龄,但是在盐湖沉积物中有机质含量很低,用自身碳酸盐所得的放射性碳测年结果易受到老碳及次生碳酸盐等因素的影响[27]。在西台吉乃尔盐湖东北岸XT剖面的AMS^{14}C年代结果主要集中于33.30 cal ka BP至39.73 cal ka BP之间,该剖面从0 m到2.4 m共采集的9个放射性碳样品年代结果随着深度变化并无明显的递变规律[9]。可以看出在大约30 ka BP的时候放射性碳年代样品基本达到饱和状态,在本研究中的两支岩芯底部的年代明显远大于所测得的年代。

4.1.2 西台盐湖碳库效应及其记录的AMS^{14}C测年上限

西台吉乃尔盐湖两支岩芯及岸边剖面的年代显示底部粉砂层的AMS^{14}C年代在大约30 ka的时候基本达到饱和,所测年代代表该层位的最小年代。两支岩芯顶部的AMS^{14}C年代明显老于释光年代,存在碳库效应影响,根据同层位释光年代与AMS^{14}C年代的对比可以大致得到其碳库年龄约4.0 ka。在干旱区盐湖沉积物的放射性碳年代学研究中往往存在这种碳库效应导致年代结果不准确的现象[12,27－34]。虽然两支岩芯中间含有粉砂的盐层因为粉砂含量太低而无法获得释光年代,但是通过顶部光释光年代与AMS^{14}C年代的对比可以将岩芯中间层的大致碳库效应扣除,得到其初步年代约为4.0 ka。图2对比显示了西台吉乃尔盐湖光释光年代与AMS^{14}C年代结果与岩芯深度的关系。从图中可以看出对于老于30 ka的样品,AMS^{14}C年代结果存在明显的低估,而光释光年代结果提供了较为可靠的年代。对于年轻的样品,AMS^{14}C年代受到该区域潜在的地下水等因素的影响存在明显的约4.0 ka的碳库效应。

4.2 西台吉乃尔盐湖形成与演化

虽然在该盐湖中所得样品的AMS^{14}C和光释光年代结果可能都还存在着一些问题,但是通过对比分析西台吉乃尔盐湖及其东北岸的岩芯和剖面的年代结果,大致可以看出该盐湖底部粉砂质粘土层的形成时间至少早于70 ka,中间含粉砂质粘土盐层大约形成于4 ka,顶部粉砂质粘土层则大约形成于0.3 ka。岩芯底部与湖岸剖面高差约30 m,但是年代结果却基本一致,这可能是受到了盐湖东北岸巴嘎雅乌尔背斜的影响。这一结果也验证了前人对“三湖地区”湖盆构造成因扇前湖的推断[10,35],张天德等人在该盐湖的综合地质调查中也标注了该条隐伏断层[16]。但是上述的讨论都是基于盐类沉积与湖盆的形成是相继的,即构造活动形成盆地后紧接着就形成了湖泊,湖泊逐渐干旱沉积盐类矿物。实际上,构造活动形成盆地再到盆地形成湖泊进行沉积的过程往往是不连续的。如果构造活动形成盆地后遭受了一定的侵蚀作用而后有水体注入形成湖泊进行沉积的话,两支岩芯的底部粉砂质粘土层的年代并不能代表盐类沉积开始的年代,只能作为盐类开始沉积的最大约束年代,只能代表盆地表层的年龄。准确的盐类开始沉积年代只能通过测试粉砂质粘土层以上的盐类沉积层底部年代获得,遗憾的是由于该层位有机质含量太低无法获取可供放射性碳测年的材料,而光释光测年方法也因该层位所含石

英颗粒太少及铀系不平衡导致年剂量率不准确等问题无法获得该层位的年代。因此本研究在前人推断的基础上只能大致构建西台吉乃尔盐湖形成与演化的时间框架,为该盐湖的开发利用提供有用信息,为该区域其他盐湖资源的开采利用及演化研究提供参考。

5 结 论

通过对西台吉乃尔盐湖岩芯 AMS^{14}C 和光释光年代的对比分析研究,并结合前人在该盐湖岸的剖面年代结果,可以得出如下结论:

(1) 两支岩芯显示西台吉乃尔盐湖在底部和顶部存在两层粉砂质粘土,虽然中间石盐层中夹杂若干层粉砂质粘土,但是粉砂质粘土含量较高的仅有一层。这意味着西台吉乃尔盐湖自底部粉砂质粘土层形成以后经历了至少两次较为明显的淡化过程。

(2) 通过两种测年方法之间相互对比分析认为在盐湖沉积物测年中光释光测年方法具有一定的合理性,而 AMS^{14}C 测年法则存在碳库效应影响,碳库年龄约 4.0 ka,对于大于 30 ka 的样品还存在年代低估的现象。年代结果显示西台吉乃尔盐湖顶部粉砂质粘土层形成于 0.3 ka,中部含粉砂质粘土盐层大约形成于 4.0 ka,底部粉砂质粘土层则至少形成于 70 ka。

参考文献(References)

[1] 张西营,马海州,高东林,等.采卤初期西台吉乃尔盐湖矿区卤水中钾、锂、硼水化学动态变化[J].湖泊科学,2007,19(6):727-734.[ZHANG Xiying, MA Haizhou, GAO Donglin, et al. Dynamic changes of K, Li and B in hydrochemistry in brine of the mining area of Xitaijinair salt lake during the initial period of mining[J]. Journal of Lake Sciences, 2007, 19(6):727-734.]

[2] YU J Q, GAO C L, CHENG A Y, et al. Geomorphic, hydroclimatic and hydrothermal controls on the formation of Lithium brine deposits in the Qaidam Basin, northern Tibetan Plateau, China[J]. Ore Geology Reviews, 2013, 50(50):171-183.

[3] 马东旭,马海州,高东林,等.西台吉乃尔盐湖矿区地下卤水钾、镁、锂、硼的时空变化特征[J].盐湖研究,2009,17(3):17-22.[MA Dongxu, MA Haizhou, GAO Donglin, et al. Temporal and spatial variation characteristics of K, Mg, B and Li of underground brine in west taijinair mining area[J]. Journal of Salt Lake Research, 2009, 17(3):17-22.]

[4] 高东林,马海州,张西营,等.西台吉乃尔盐湖地下卤水的赋存特征[J].盐湖研究,2006,14(2):1-6.[GAO Donglin, Ma Haizhou, Zhang Xiying, et al. Storage characteristics of ground brines of West Taijinar salt lake[J]. Journal of Salt Lake Research, 2006, 14(2):1-6.]

[5] 高东林,马海州,张西营,等.西台吉乃尔盐湖采卤前的水动态背景[J].盐湖研究,2006,14(3):6-10.[GAO Donglin, MA Haizhou, ZHANG Xiying, et al. Hydrokinetic background of West Taijinair salt lake before its exploitation[J]. Journal of Salt Lake Research, 2006, 14(3):6-10.]

[6] 张西营,马海州,高东林,等.柴达木盆地西台吉乃尔盐湖矿区卤水水化学特征[J].盐湖研究,2007,15(2):12-20.[ZHANG Xiying, MA Haizhou, GAO Donglin, et al. Hydrochemical characteristics of brines in the mining area of West Taijinar salt lake in Qaidam Basin[J]. Journal of Salt Lake Research, 2007, 15(2):12-20.

[7] 仝彩荣,马海州,周笃珺.基于 MODIS 数据的西台吉乃尔盐湖水体提取及水域面积的监测[J].盐湖研究,2008,16(4):27-31.[TONG Cairong, MA Haizhou, ZHOU Dujun. Water body extraction and acreage monitoring of West Taijinar salt lake based on MODIS data[J]. Journal of Salt Lake Research, 2008, 16(4):27-31.]

[8] 张西营,马海州,韩元红,等.西台吉乃尔盐湖矿区地下卤水组分区域分异特征[J].盐湖研究,2012,20(1):24-28.[ZHANG Xiying, MA Haizhou, HAN Yuanhong, et al. Characteristics of regional differentiation of chemical components in underground brine at mining area of West Taijinar salt lake[J]. Journal of Salt Lake Research, 2012, 20(1):24-28.]

[9] ZENG F M, XIANG S Y. Geochronology and mineral composition of the Pleistocene sediments in Xitaijinair salt lake region, Qaidam Basin: Preliminary results[J]. Journal of Earth Science, 2017, 28(4):622-627.

[10] 朱允铸,李文生,吴必豪,等.青海省柴达木盆地一里坪和东、西台吉乃尔湖地质新认识[J].地质论评,1989,35(6):558-565.[ZHU Yunzhu, LI Wensheng, WU Bihao, et al. New recognitoin on the Geology of the Yiliping lake and the east and west Taijnar lakes in the Qaidam Basin, Qinghai province[J]. Geological Review, 1989, 35(6):558-565.]

[11] 张辉,韩凤清,梁青生.柴达木盆地东台吉乃尔盐湖盐类沉积特征及成盐年代的初步研究[J].化工矿产地质,2001,23(2):19-21.[ZHANG Hui, HAN Fengqing, LIANG Qingsheng. Preliminary studies on deposition characters and ages of the salt sediments of Dongtaijineier salt lake in Qinghai Province[J]. Geology of Chemical Minerals, 2001, 23(2):19-21.]

[12] FAN Q S, MA H Z, MA Z B, et al. An assessment and comparison of ^{230}Th and AMS^{14}C ages for lacustrine sediments from Qarhan salt lake area in arid western China[J]. Environmental Earth Sciences, 2014, 71(3):1227-1237.

[13] 黄麒,蔡碧琴,余俊青.盐湖年龄的测定——青藏高原几个盐湖的^{14}C 年龄及其沉积旋迴[J].科学通报,1980,25(21):

990 – 994. [HUANG Qi, CAI Biqin, YU Junqing. Dating of salt lakes-the ^{14}C ages of few salt lakes in Tibetan Plateau and its sedimentary cycle[J]. Chinese Science Bulletin, 1980, 25(21): 990 – 994.]

[14] 梁青生,黄麒. 青海察尔汗盐湖达布逊区段和别勒滩区段的成盐年代[J]. 沉积学报, 1995, 13(3): 126 – 131. [LIANG Qingsheng, HUANG Qi. Salt-forming ages of the Dabusun and Bieletan regions in Qarhan Playa, Qinghai[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1995, 13(3): 126 – 131.]

[15] 郑喜玉,张明刚,许昶,等. 中国盐湖志[M]. 北京:科学出版社, 2002: 178 – 179. [ZHENG Xiyu, ZHANG Minggang, XU Chang, et al. China salt lake annals[M]. Beijing: Science Press, 2002: 178 – 179.]

[16] 张天德. 青海省大柴旦镇西台吉乃尔湖锂矿矿区勘探报告[R]. 西宁:青海省柴达木综合地质勘查大队, 2001. [ZHANG Tiande. Exploration report of the lithium mine area of Xitaijinair lake Da Qaidam, Qinghai province[R]. Xining: Qaidam comprehensive geological prospecting team of Qinghai Province, 2001.]

[17] LAI Z P, ZÖLLER L, FUCHS M, et al. Alpha efficiency determination for OSL of quartz extracted from Chinese loess[J]. Radiation Measurements, 2008, 43(2 – 6): 767 – 770.

[18] PRESCOTT J R, HUTTON J T. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations[J]. Radiation Measurements, 1994, 23(2): 497 – 500.

[19] ZHANG J F, LIU C L, WU X H, et al. Optically stimulated luminescence and radiocarbon dating of sediments from Lop Nur (lop Nor), China[J]. Quaternary Geochronology, 2012, 10(4): 150 – 155.

[20] AITKEN M J. Thermoluminescence dating[M]. London: Academic Press, 1985: 359.

[21] LAI Z P, WINTLE A G. Locating the boundary between the Holocene and Pleistocene in Chinese loess using luminescence[J]. Holocene, 2006, 16(6): 893 – 899.

[22] 赖忠平,欧先交. 光释光测年基本流程[J]. 地理科学进展, 2013, 32(5): 683 – 693. [LAI Zhongping, OU Xianjiao. Basic procedures of optically stimulated luminescence(OSL) dating[J]. Progress in Geography, 2013, 32(5): 683 – 693.]

[23] LAI Z P, BRÜCKNER H. Effects of feldspar contamination on equivalent dose and the shape of growth curve for OSL of silt-sized quartz extracted from Chinese loess[J]. Geochronometria, 2008, 30(1): 49 – 53.

[24] MURRAV A S, WINTLE A G. The single aliquot regenerative dose protocol: Potential for improvements in reliability[J]. Radiation Measurements, 2003, 37: 377 – 381.

[25] SINGARAYER J S, BAILEY R M. Further investigations of the quartz optically stimulated luminescence components using linear modulation[J]. Radiation Measurements, 2003, 37: 451 – 458.

[26] TELFER M W, THOMAS D S G, PARKER A G, et al. Optically stimulated luminescence (OSL) dating and palaeoenvironmental studies of pan (playa) sediment from Witpan, South Africa[J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 2009, 273(2): 50 – 60.

[27] ENGLISH P, SPOONER N A, CHAPPELLI J, et al. Lake Lewis Basin, central Australia: Environmental evolution and OSL chronology[J]. Quaternary International, 2001, 83 – 85(1): 81 – 101.

[28] CUPPER M L. Luminescence and radiocarbon chronologies of playa sedimentation in the Murray Basin, southeastern Australia[J]. Quaternary Science Reviews, 2006, 25(19): 2594 – 2607.

[29] 仇士华. 中国^{14}C年代学研究[M]. 北京:科学出版社, 1990: 161 – 162. [QIU Shihua. The ^{14}C chronology research of China [M]. Beijing: Science Press, 1990: 161 – 162.]

[30] BOWLER J M, HUANG Q, CHEN K Z, et al. Radiocarbon dating of playa-lake hydrologic changes: Examples from northwestern China and central Australia[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1986, 54(1): 241 – 260.

[31] LONG H, SHEN J. Underestimated ^{14}C-based chronology of late Pleistocene high lake-level events over the Tibetan Plateau and adjacent areas: Evidence from the Qaidam Basin and Tengger Desert [J]. Science China Press, 2015, 58(2): 183 – 194.

[32] HOU J Z, D′Andrea W, LIU Z H. The influence of ^{14}C reservoir age on interpretation of palaeolimnological records from the Tibetan Plateau[J]. Quaternary Science Reviews, 2012, 48(2012): 67 – 79.

[33] 陈天源,刘斯文,赖忠平,等. 巴丹吉林沙漠湖泊年轻沉积物^{14}C测年初步研究[J]. 盐湖研究, 2017, 25(2): 60 – 66. [CHEN Tianyuan, LIU Siwen, LAI Zhongping, et al. A preliminary study of AMS^{14}C dating of young lacustrine sediments in the Badain Jaran Desert[J]. Journal of Salt Lake Research, 2017, 25(2): 60 – 66.]

[34] E C Y, SUN Y J, LIU X J, et al. A comparative study of radiocarbon dating on terrestrial organisms and fish from Qinghai Lake in the northeastern Tibetan Plateau, China[J]. Holocene, 2018, DOI: 10.1177/0959683618788671.

[35] 朱允铸,李争艳,吴必豪,等. 从新构造运动看察尔汗盐湖的形成[J]. 地质学报, 1990, (1): 13 – 21. [ZHU Yunzhu, LI Zhengyan, WU Bihao, et al. The formation of the Qarhan saline lakes as viewed from the neotectonic movement[J]. Acta Geologica Sinica, 1990, (1): 13 – 21.]

Formation and evolution of the Xitaijinair Salt Lake in Qaidam Basin revealed by chronology

WANG Yi-xuan[1,2,3], CHEN Tian-yuan[1,2,3], WU Chan[4], LAI Zhong-ping[5], GUO Shou-dong[6], Cong Lu[1,2,3]

(1 Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Science, Lanzhou 730000, Gansu, China;
2 Qinghai Institute of Salt Lakes, Chinese Academy of Sciences, Xining 810008, Qinghai, China;
3 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;
4 Qinghai Wuyuan Salt Lake Productivity Promotion co. LTD, Xining 810008, Qinghai, China;
5 School of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China;
6 Qinghai 3rd Institute of Geo-Mineral Prospecting, Xining 810029, Qinghai, China)

Abstract: The Xitaijinair Salt Lake, located in the middle of the Qaidam Basin, Qinghai Province, China, is rich in resources of Li, K, B and Mg. For the tremendous economic value, previous studies mainly focused on the hydrology and hydrochemical characteristics of brine. However, the formation and evolution of the salt lake is still controversial and the chronology of the Xitaijinair Salt Lake is absent. In this paper, two cores from the middle and east edge of the salt lake were dated with the methods of Optically Stimulated Luminescence (OSL) and radiocarbon dating (AMS ^{14}C), the condition experiments of OSL dating were conducted and the feasibility of the two methods was also discussed. The sedimentary sequence of the two cores showed that the sediments both in the top and bottom are dominated by silty clay, while the middle of the cores are dominated by halite with several layers of silty clay. The sedimentary facies also revealed that the Xitaijinair Salt Lake has been desalted at least twice. Based on 5 AMS^{14}C and 4 OSL chronologies, the chronological framework of the Xitaijinair Salt Lake was preliminary discussed. In the middle of the cores, the OSL dating materials are scarce and only obtained AMS^{14}C chronologies. Thus, we calculated the reservoir effect offset by comparing the OSL chronologies with AMS^{14}C chronologies from the same layer. The ages of silty clay layer from the middle of the cores were obtained by deducting reservoir effect offset from the measured AMS^{14}C ages. The results showed as follows: (1) In AMS^{14}C dating method, samples older than 30 ka were obviously underestimated. While for the younger samples, a ~4.0 ka reservoir effect offset was calculated by comparing with the OSL ages. Relatively, the OSL dating results are more reasonable. (2) In both of the two cores, the top silty clay layer was formed about 0.3 ka BP; the silty clay layer in the middle, about 4.0 ka BP, and the bottom silty clay layer, at least 70 ka BP. (3) It seems the Bagayawur anticline in the northeast of the salt lake controlled the formation of the basin, and the blind fault between the anticline and basin controlled the depth of the basin. However, more details are needed to reveal the specific process between the lake evolution and tectonic activity.

Key words: the Qaidam Basin; Xitaijinair Salt Lake; chronology; OSL; radiocarbon dating